

УДК 552.11(551.24)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАНТИЙНЫХ ПОРОД СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ), МАНТИЙНЫЕ ДОМЕНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И КИТАЯ

© 2015 Д.В. Коваленко, В.А. Петров, В.В. Полуэктов, О.А. Агеева

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, 119017; e-mail: dmitry@igem.ru*

Новые изотопно-геохимические данные по юрско-меловым вулканическим породам Стрельцовой кальдеры позволили установить существование нескольких источников расплавов, из которых были образованы магматические породы кальдеры. Мантийные расплавы (базальтовые и трахибазальтовые) выплавлялись из гранатовых лерцолитов мантии характеризующихся $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.9-3.4$, $I_{Sr}(T) = 0.7056-0.707$, $Zr/Nb = 14-30$, $Nb/U = 4-8$, $Th/Ta = 5-15$. Магматизм Стрельцовой кальдеры начался 160 млн. лет назад. По-видимому, он был генетически связан с началом процессов растяжения в Китае и Монголии. Области мантии, из которых выплавлялись позднеюрско-раннемеловые расплавы Стрельцовой кальдеры, Большехинганского пояса, Восточного Китая, Южной Монголии по изотопно-геохимическим характеристикам могут быть объединены в единый домен, отличающийся от других мантийных доменов Китая.

Ключевые слова: мантийные источники, изотопный и геохимический состав, расплавы, растяжение.

ВВЕДЕНИЕ

Стрельцовская кальдера мезозойского возраста является элементом Монголо-Охотского складчатого пояса и располагается в западной части Аргунского тектонического блока. Она находится в районе сочленения двух мезозойских вулканических поясов — Большехинганского и Восточно-Монгольского (рис. 1). Расположенное в кальдере крупнейшее в России Стрельцовское урановорудное поле включает более двадцати U-Мо месторождений, в том числе уникальных по запасам, и является ярким примером масштабных скоплений урановой минерализации в вулканических породах. В этой связи данная вулкано-тектоническая структура уже длительное время привлекает огромный интерес и является предметом исследования для специалистов самого разного профиля (Алешин и др., 2007; Андреева и др., 2010; Гидротермальные..., 1978; Голубев и др., 2010; Лаверов и др., 1992; Чернышев, Голубев, 1996; Шатков и др., 2010).

Рудоносность Стрельцовой кальдеры связана с мезозойскими вулканическими процессами. Перенос урана осуществлялся постмагматическими ураноносными флюидами. В этой связи

необходимо понять, в каких геодинамических условиях формировались магматические породы кальдеры и протекали рудоподготовительные процессы.

В статье приводятся новые геохимические и изотопные данные, позволяющие сделать предположения о геодинамической позиции кальдеры и составе источников расплавов, из которых были образованы магматические породы кальдеры.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В региональном плане Стрельцовская кальдера расположена в узле пересечения системы крупных долгоживущих субмеридиональных, широтных, северо-восточных и северо-западных зон разломов (рис. 2). Фундамент кальдеры сложен преимущественно архей-протерозойскими метаморфическими породами, интродуцированными массивами протерозойских (800 млн. лет) и палеозойских (250 млн. лет) гранитоидов (Голубев и др., 2010). Позднемезозойские образования, заполняющие кальдеру, представлены

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

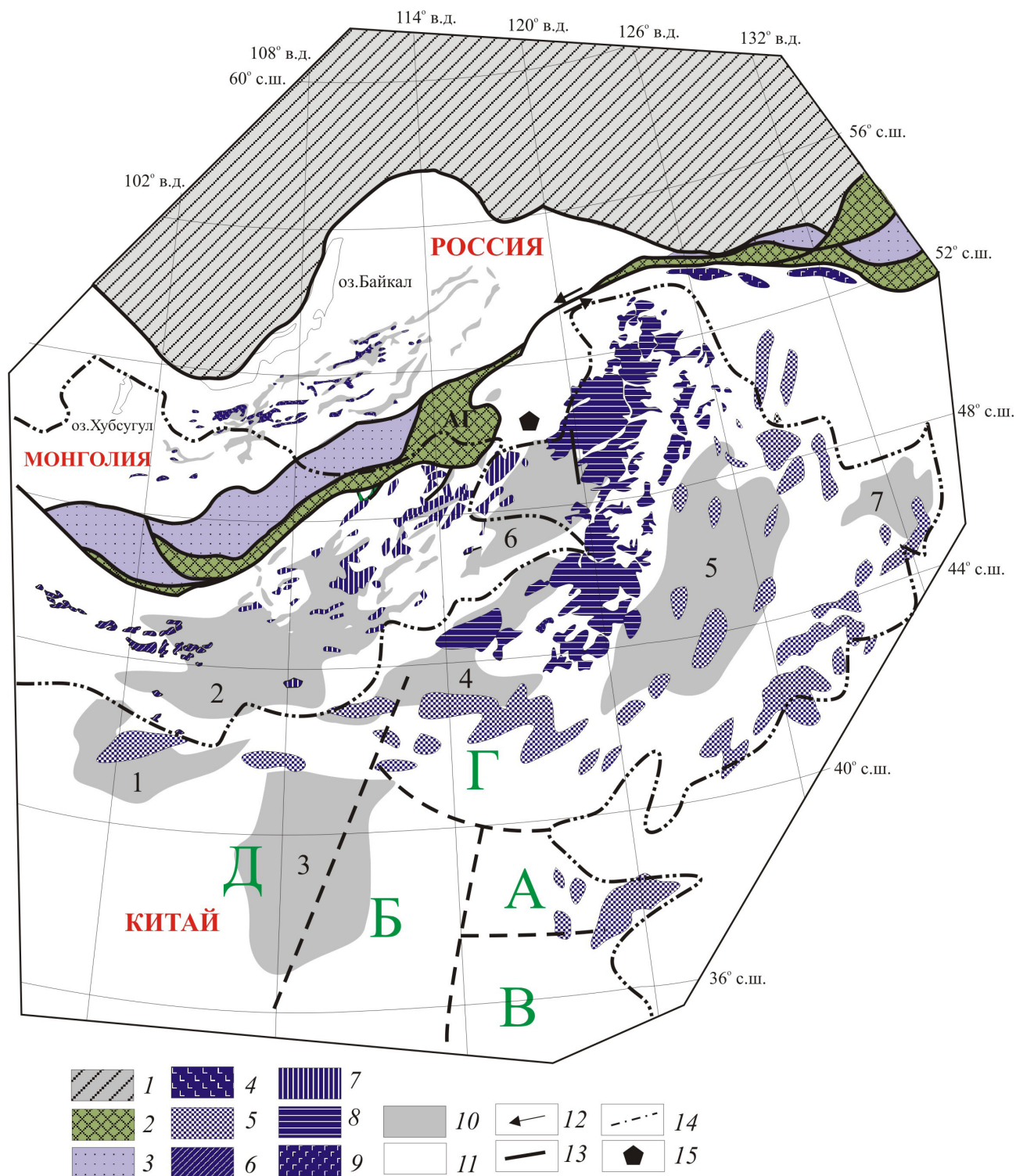


Рис. 1. Геологическая схема Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления: 1 — докембрийские крантоны; 2 — преимущественно океанические и островодужные террейны Монголо-Охотского пояса; 3 — преимущественно турбидитовые террейны Монголо-Охотского пояса; 4-9 — среднеюрско-раннемеловые вулканические пояса Центральной Азии и Китая: 4 — Западно-Забайкальский, 5 — восточного и центрального Китая, 6 — Южно-Хангайский, 7 — Восточно-Монгольский, 8 — Большехинганский, 9 — Умлекано-Огоджинский; 10 — мезозойские впадины растяжения; 11 — другие геологические комплексы; 12 — направления перемещения блоков; 13 — разломы; 14 — государственные границы; 15 — район Стрельцовской вулканической кальдеры. АГ — Агинская зона. Впадины растяжения: 1 — Иньган, 2 — Восточного Гоби, 3 — Ордос, 4 — Эрлянь, 5 — Суньяо, 6 — Хайлар, 7 — Саньинг. Мантийные домены (Zhang et al., 2004): А — слегка обогащенная мантия, Б — Em 1, В — Em 2, Г — смешанная мантия, Д — холодная крантовая мантия. Геологическая основа взята из работы (Парфенов и др., 1999).

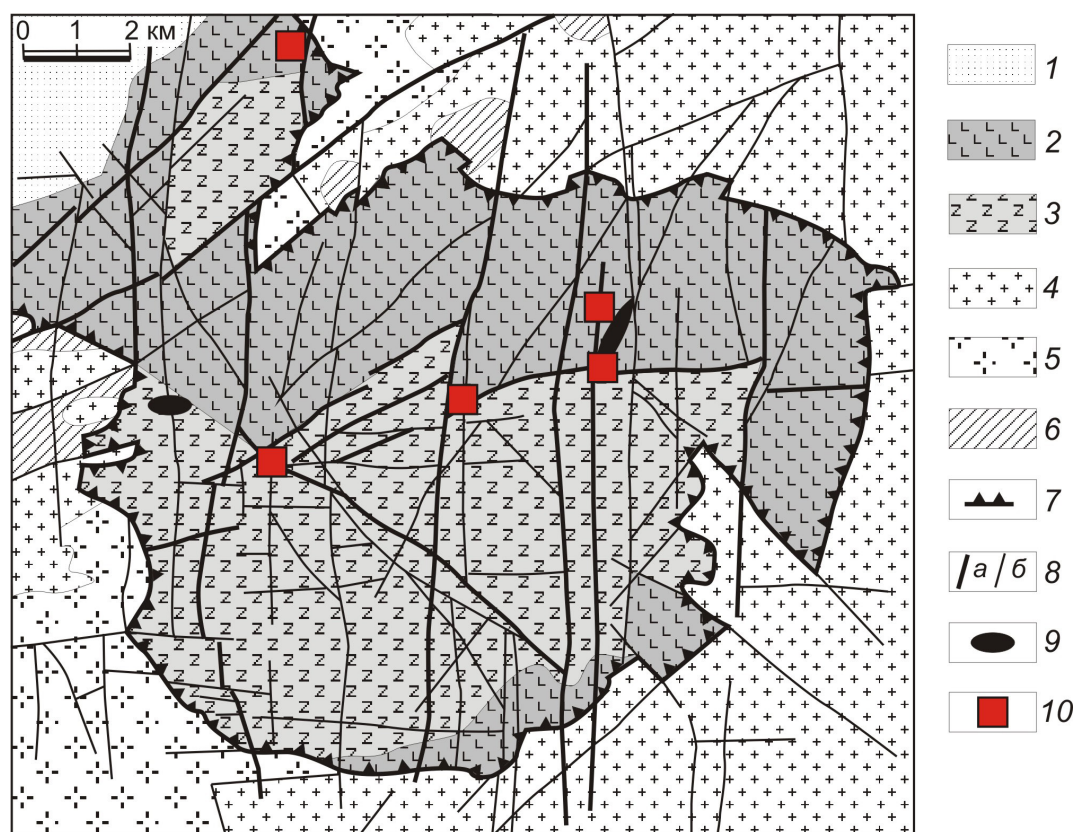


Рис. 2. Геологическая схема Стрельцовской кальдеры: 1 — раннемеловые осадочные толщи; 2 — позднеюрская приаргунская вулканическая серия; 3 — раннемеловая тургинская вулканическая серия; 4, 5 — гранитоиды фундамента Стрельцовской кальдеры с возрастом: 4 — 250 млн. лет, 5 — 800 млн. лет; 6 — протерозойские и архейские метаморфические породы (гранитогнейсы, меланократовые гнейсы, амфиболиты, пироксениты, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки и доломиты); 7 — разломы, ограничивающие Стрельцовскую кальдеру; 8 — разломы: главные (а) и второстепенные (б); 9 — месторождения Mo-U типа; 10 — районы отбора геохимических проб.

вулканогенно-осадочной толщей (рис. 2, 3). Толща делится на две свиты — приаргунскую (J) и тургинскую (K). Нижняя часть приаргунской свиты сложена базальтами, трахибазальтами, трахиандезито-базальтами. Их возраст оценен как 170 млн. лет K-Ag методом (Андреева и др., 1996), 162 ± 2 млн. лет U-Pb методом (Шатков и др., 2010). Они залегают на размытой поверхности позднепалеозойских гранитов с конгломератами гранитоидов в основании. Средняя часть свиты состоит из трахириодацитов, разделенных туфовыми горизонтами. Возраст пород оценен как 165-155 млн. лет K-Ag методом (Андреева и др., 1996). В верхней части разреза присутствуют покровы трахибазальтов и базальтов, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами (туфопесчаниками, гравелитами и конгломератами). Возраст трахибазальтов оценен U-Pb методом как 155-156 млн. лет (Шатков и др., 2010). Тургинская свита представлена покровами риолитов с возрастом 140-145 млн. лет (K-Ag, Rb-Sr методы) (Андреева и др., 1996), 143-142 млн. лет (U-Pb метод) (Шатков и др., 2010), переслаивающимися с туфогенно-осадочными породами и маломощными покровами трахибазальтов и

базальтов. Мощности горизонтов вулканических пород достигают нескольких сотен метров. С извержением больших объемов риолитовых расплавов связано образование кальдеры. В работе (Шатков и др., 2010) приводятся значения U-Pb возраста цирконов из субвулканических тел в толще тургинской свиты — экструзий риолитов, штоков гранит-порфиров, даек граносиенит-порфиров, линз цезиеносных перлитов, которые охватывают интервал от 141 до 128 млн. лет.

Оценки возраста пород K-Ag методом проведены по валовым пробам, биотиту, калиевому полевому шпату (КПШ), Rb-Sr методом по биотиту и КПШ (Андреева и др., 1996), U-Pb методом — по магматическим цирконам (Шатков и др., 2010).

Образцы для изотопных и геохимических исследований отбирались из базальтов, трахибазальтов, трахириодацитов и риолитов с разных стратиграфических уровней (рис. 2, 3).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение породообразующих окислов выполнено рентгено-флуоресцентным методом (RFA) в институте геологии рудных

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Группа	Система	Отдел	Свита	Мощность в м	Колонка	Описание пород
Меловая	Ранний мел (К.)	Тургинская		100-300		Угленосные обломочные породы
				100-400		Песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов
				10-50		Покровы базальтов и трахибазальтов, туфы, конгломераты
				100-400		Лавы мелковкрапленных и крупновкрапленных риолитов
				100-400		Покровы и экструзии риолитов, экструзии сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров
				30-100		Лавы и экструзии фельзитов, туфы
				0-30		Конгломераты
				20-150		Покровы андезитов, туфы, песчаники
				20-200		Конгломераты
				10-150		Экструзии и покровы риолитов
Мезозойская	Юрская	Поздняя юра (J ₃)		20-200		Базальты, андезибазальты, трахибазальты, конгломераты, песчаники
				10-80		Конгломераты
				20-100		Трахиродациты, туфы, песчаники, алевролиты
				10-75		Конгломераты, песчаники, алевролиты
				20-150		Базальты массивные и миндалекаменные, конгломераты
				10-45		Конгломераты, песчаники, алевролиты
				100-250 до 400		Трахидациды, трахириодациты массивные флюидальные, туфы, алевролиты, песчаники
				10-120		Конгломераты разногальечные, песчаники, алевролиты, туфы
				10-150 до 400-600		Базальты, андезибазальты массивные, миндалекаменные, конгломераты, трахибазальты, маломощные потоки лав трахидацидов
				10-150		Базальные конгломераты
Архей-протерозой						Гранитогайсы, меланократовые гнейсы, амфиболиты, пироксениты, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки и доломиты. Толщи интродуцированы гранитами с возрастом 800 и 250 млн. лет

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

Рис. 3. Стратиграфическая колонка Стрельцовской вулканической кальдеры: 1 — архей-протерозойские метаморфические породы; 2 — гранитоиды с возрастом 800 (а) и 250 (б) млн. лет, интродуцирующие архей-протерозойские метаморфические породы; 3 — базальты и андезибазальты; 4 — трахибазальты; 5 — андезиты; 6 — трахидациды и трахириодациты; 7 — риолиты; 8 — фельзиты; 9 — сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 10 — туфы; 11 — песчаники; 12 — алевролиты; 13 — конгломераты; 14 — углифицированные растительные остатки. Номера 1-6 в колонке — соответствуют номерам опробованных лавовых потоков.

месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва). Концентрации элементов-примесей определялись методом ICP-MS в институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва) с относительной погрешностью 5-10%, а также в институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка) и в CRPG (г. Нанси, Франция). Аналитические данные, полученные в г. Черноголовке и г. Нанси, были нам любезно предоставлены А.П. Алешиным.

Изотопный состав Nd (9 проб) и Sr (9 проб) исследовался в геологическом институте Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) в образцах с ППП меньше 4 мас. %.

Sm-Nd метод. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводили на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511843 ± 13 ($N = 20$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3% (2σ) — среднее значение из семи измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе — до 0.009%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm — 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd — $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на принятое $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), и DM, по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Rb-Sr метод. Для разложения образцов и минералов использовали перегнанные кислоты HCl, HF, HNO₃ и H₂O (бидистиллят). Разложение минералов анализируемых образцов (20-100 мг — в зависимости от содержания Rb и Sr и 200 мг породы) проводили в четырех мл смеси HF и HNO₃ (соотношение 5:1) в закрытых тefлоновых бюксах в термостате при температуре ~ 200°C в течение суток. Выделение Rb и Sr проводили методом элюентной хроматографии на смоле «Dowex» 50 × 8 (200-400 меш). В качестве элюента использовали 1.5N и 2.3N HCl. Объем смолы в использованных колонках составил ~ 7 см³ и ~ 4 см³. Выделенные фракции Rb и Sr упаривали досуха, а затем обрабатывали несколькими каплями HNO₃. Изотопный состав Sr и определение содержаний Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах. На ленты подготовленные пробы наносились

в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034 ± 0.00026 . Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышают $\pm 0,04\%$, определения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $\pm 0,5\%$. Точность определения концентраций Rb и Sr — $\pm 1.0\%$. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по Sr — 1.2 нг.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Покровы массивных и брекчиевых базальтов Стрельцовой кальдеры (рис. 3, потоки 1 и 2) характеризуются порфировой и микропорфировой структурой с элементами флюидальных и миндалекаменных текстур. Фенокристаллы представлены оливином, клинопироксеном (диопсид-авгитом) и лабрадор-битовнитом. Структура основной массы долеритовая, интерсервальная и состоит из микролитов и лейст основного плагиоклаза, высокомагнезиального клинопироксена (пижонита), девитрифицированного стекла, титаномагнетита и магнетита. Из второстепенных минералов присутствуют базальтическая роговая обманка.

В лавах трахибазальтов (рис. 3, потоки 3, 4, 5 и 6) с порфировой структурой вкрапленники представлены лабрадор-андезином, оливином, реже авгитом. Основная масса с пилотакситовой или гиалопилитовой структурой включает лейсты олигоклаз-андезина, зерна пироксена, девитрифицированное стекло, кристаллы апатита и рудного минерала. В отличие от базальтовых потоков 1 и 2, в основной массе трахибазальтов присутствуют биотит и калиевый полевой шпат, содержание которого в основной массе превышает 5%. Микрозондовые исследования биотита показали его обогащенность фтором — 3.5–4.5%. Для трахибазальтов характерно повышенное содержание стекла. В отличие от базальтов нормальной щелочности, оливин в субщелочных разновидностях встречается помимо вкрапленников и в составе основной массы.

Все породы кальдеры испытали воздействие постмагматических гидротермальных растворов. Были широко проявлены процессы дорудной низкотемпературной гидрослюдизации, уран-молибденовой минерализации и пострудной аргиллизации (Петров и др., 2009, 2014; Полуэктов и др., 2010). Величины ППП (потери при прокаливании) в потоке 6 варьируют от 1 до 12 мас. %. В наших образцах из других вулканических тел кальдеры вторичные изменения проявлены слабее. Величины ППП в базальтах и трахибазальтах потоков 1-5 варьируют от 1 до 6 мас. %.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Из-за вторичных преобразований всех перечисленных выше пород возможности анализа их геохимических и изотопных составов ограничены. Наиболее надежно использование флюидонемобильных элементов — высокозарядных (HFSE) и тяжелых редких земель (REE), а также Sm-Nd изотопную систему. Тем не менее, хорошая сходимости K-Ar, Rb-Sr и U-Pb возрастов пород кальдеры (Андреева и др., 1996; Шатков и др., 2010), близкие концентрации флюидомобильных и флюидонемобильных элементов в наименее измененных образцах из одних и тех же вулканических тел позволяет нам с осторожностью использовать и подвижные во флюидах элементы — легкие литофильные (LILE), легкие редкие земли (LREE) и Rb-Sr изотопную систему.

Наименее измененные вторичными процессами базальты и трахибазальты, в которых не выявлено окварцевание, характеризуются

содержаниями SiO_2 от 49 до 52 мас.%, TiO_2 — от 0.8 до 1.55 мас.%, умеренной глиноземистостью (концентрации Al_2O_3 — от 13.6 до 15.6 мас.%), концентрациями K_2O — от 1.2 до 2 мас.% и концентрациями Na_2O — от 2.6 до 3.9 мас.% (таблица, рис. 4). Магнезиальность пород меняется от 54 до 63.

Наиболее магнезиальные базальты и трахибазальты (потоки 1, 2 и 3, 4, соответственно) значительно различаются по концентрациям большинства элементов. Концентрации TiO_2 , CaO, P_2O_5 , Ba, Th, Nb, REE, Zr, Y в высокомагнезиальных трахибазальтах потоков 3 и 4 выше, чем в потоках высокомагнезиальных базальтов 1 и 2 (таблица, рис. 4). Составы этих пород занимают различные области на диаграммах SiO_2 - K_2O (Pecerillo, Taylor, 1976) и SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) (Kuno, 1966) — трахибазальты потоков 3 и 4 более щелочные, чем потоки базальтов 1 и 2. Разные концентрации калия отражаются и в минеральном составе — в трахибазальтах 3 и 4 в основной массе присутствует биотит и калиевый полевой шпат, которые не наблюдаются в базальтах 1 и 2.

Концентрации главных петрогенных элементов и элементов-примесей в породах Стрельцовой кальдеры

поток	1*	2	3	3	4	4	5	5	6	6
образец	4D-706-07	T05-53b	St-540	St-539	T05-50a-1	T05-51a-1	St-357	St-357	St-458a	St-138
SiO_2	48.69	48.28	46.60	47.07	47.21	47.79	54.89	47.79	48.86	47.91
TiO_2	0.81	0.86	1.47	1.44	1.48	1.33	1.36	1.33	1.58	1.31
Al_2O_3	13.28	13.87	14.40	14.07	14.21	14.57	16.00	14.50	18.51	15.12
Fe_2O_3	14.12	9.38	9.60	9.22	9.97	8.86	7.20	8.90	10.87	10.98
MnO	0.17	0.16	0.16	0.17	0.21	0.13	0.13	0.13	0.07	0.17
MgO	8.54	8.07	6.74	5.79	7.22	5.57	5.18	5.58	4.59	6.05
CaO	7.82	9.40	10.89	11.86	9.86	9.09	9.28	9.09	1.40	8.94
Na_2O	2.58	3.10	3.20	3.09	3.71	3.79	3.12	3.79	0.56	3.26
K_2O	1.17	1.09	1.52	1.58	1.68	1.99	2.47	1.99	2.72	2.23
P_2O_5	0.17	0.21	0.47	0.47	0.49	0.42	0.36	0.42	0.58	0.45
ppp	2.65	4.75	4.35	5.45	3.91	6.05	0.99	6.05	10.01	3.68
Σ	100.00	99.18	99.42	100.21	99.94	99.60	100.99	99.60	99.74	100.10
Mg#	54.51	63.01	58.16	55.44	58.92	55.51	58.77	55.51	45.55	52.19
Cs	37.77	21.68	19.19	18.29	662.7	37.39	87.16	81.47	35.39	32.52
Rb	33.93	25.6	12.07	14.83	38.96	62.38	72.00	56.73	151.60	58.56
Ba	323.9	414.8	487.6	462.9	558	521.6	580.4	567.9	339.80	1136.50
Th	3.57	3.168	5.339	5.336	5.079	5.553	7.01	5.712	9.04	8.81
U	0.91	0.752	1.785	3.63	1.651	1.749	1.942	3.423	2.54	2.46
Nb	3.75	3.771	13.72	11.93	13.33	11.42	18.14	10.31	20.29	12.06
Ta	0.25	0.282	1.077	1.083	1.044	0.894	1.51	0.899	1.74	0.82
La	14.82	16.21	33.54	30.84	31.31	30.71	30.67	31.19	45.16	41.87
Ce	33.96	35.56	71.75	66.4	66.42	64.63	74.33	66.55	96.45	88.32
Pb	7.35	10.59	10.71	10.79	10.13	12.95	10.85	11.84	7.28	11.10
Pr	4.14	4.505	8.488	7.941	7.912	7.869	7.78	8.031	11.03	10.37
Sr	528.9	766.3	953.8	814.8	877.5	821.7	878.5	836.7	375.50	1137.38
Nd	17.02	18.5	33.91	31.91	31.49	31.49	33.82	31.83	42.57	40.42
Zr	106.5	115	199.3	175.7	192.7	185.9	216.3	168.2	236.09	183.47

КОВАЛЕНКО и др.

Sm	3.68	3.855	6.744	6.295	6.149	6.261	5.921	6.235	7.57	7.78
Hf	2.56	2.914	4.487	4.445	4.265	4.229	5.635	4.407	5.23	4.39
Eu	0.95	1.061	1.887	1.759	1.762	1.74	1.718	1.714	1.92	2.02
Gd	3.20	3.157	5.4	5.051	4.945	5.069	6.158	4.969	5.71	5.50
Tb	0.49	0.468	0.743	0.7	0.686	0.712	0.739	0.706	0.75	0.78
Dy	2.93	2.745	3.96	3.774	3.65	3.861	5.289	3.786	3.98	3.65
Y	15.57	15.2	20.35	18.07	19.03	21.5	25.22	17.94	21.54	19.11
Ho	0.61	0.52	0.7	0.663	0.638	0.709	0.819	0.685	0.74	0.67
Er	1.71	1.485	1.841	1.793	1.726	1.944	1.849	1.849	2.02	1.75
Tm	0.25	0.21	0.249	0.248	0.241	0.277	0.266	0.26	0.29	0.23
Yb	1.59	1.421	1.644	1.615	1.541	1.787	1.826	1.683	1.75	1.59
Lu	0.23	0.218	0.247	0.242	0.228	0.262	0.383	0.256	0.26	0.19
V	197.9	196.1	215.6	191.4	191.3	198.7	203.7	190.5	203.59	184.23
Cr	841.9	975	761	651.4	667	702.1	603.3	659.3	329.46	360.96
Co	43.51	48.03	39.45	32.09	37.64	29.81	37.21	31.58	37.04	35.46
Ni	195.2	283.7	204.7	160.9	201.5	200.2	174.1	151.2	121.95	162.92
Cu	57.73	53	30.82	35.63	54.65	85.45	57.86	49.62	57.62	48.55
Zn	65.91	92.97	116.4	98.26	104.6	111.6	105.1	96.18	110.24	113.51
Ga	14.87	18.79	20.39	17.72	19.05	20.28	18.48	18.57	24.26	20.65
Mo	2.21	0.646	1.568	1.461	2.076	1.853	2.108	1.755	1.43	1.46
W		0.228	0.372	0.268	0.375	0.457		0.429	5.45	1.83

Таблица. Продолжение

поток	6	6	6	6	6	6	6**
образец	St-131a	St-110	St-124a	St-136a	St-456a	St-457	St-139c
SiO ₂	47.11	43.58	43.71	50.29	46.45	49.74	64.73
TiO ₂	1.39	1.20	1.22	1.33	1.39	1.45	1.45
Al ₂ O ₃	16.00	15.90	14.58	15.43	15.31	16.14	15.71
Fe ₂ O ₃	8.37	10.13	8.73	6.87	8.54	9.29	5.22
MnO	0.15	0.19	0.27	0.11	0.21	0.12	0.10
MgO	3.18	3.38	3.65	3.04	3.41	3.97	2.37
CaO	6.93	7.10	9.33	6.96	8.67	5.14	4.36
Na ₂ O	3.45	3.26	2.79	3.42	3.59	2.74	2.80
K ₂ O	3.13	2.64	2.59	3.03	2.35	2.12	2.73
P ₂ O ₅	0.49	0.51	0.50	0.54	0.60	0.58	0.52
ппп	9.93	11.81	12.29	8.67	9.48	8.36	0.99
Σ	100.13	43.58	99.66	99.69	100.00	99.64	100.99
Mg#	42.94	39.79	45.30	46.71	44.17	45.85	47.38
Cs	57.78	48.91	31.51	29.40	29.93	33.60	43.46
Rb	157.00	154.90	125.90	127.90	63.52	63.72	118.80
Ba	1361.70	795.77	1304.60	1254.43	789.40	703.08	714.68
Th	8.82	7.76	8.22	8.22	7.65	8.20	9.61
U	4.16	1.87	1.87	1.99	1.78	2.28	4.17
Nb	12.35	13.87	14.66	13.42	13.23	16.67	20.70
Ta	0.81	0.84	0.88	0.89	0.76	0.97	1.35
La	43.03	42.63	44.24	42.18	44.69	42.52	43.87
Ce	90.16	90.22	92.31	90.09	94.58	91.52	101.15
Pb	10.03	8.66	12.93	12.34	11.62	11.95	13.06
Pr	10.85	10.68	10.90	10.67	11.41	10.86	10.99

Таблица. Окончание

Sr	921.25	829.90	1308.05	1085.66	1176.20	980.89	652.62
Nd	41.80	42.33	43.38	41.81	46.00	42.33	45.43
Zr	193.38	214.54	245.73	191.13	186.74	209.24	227.72
Sm	7.99	7.71	7.84	7.66	8.68	7.94	7.75
Hf	4.35	4.27	5.10	4.47	4.15	4.58	5.93
Eu	2.11	1.99	2.10	1.86	2.11	1.98	1.86
Gd	5.58	5.84	6.25	5.79	7.14	6.02	7.22
Tb	0.79	0.78	0.81	0.76	0.96	0.79	0.81
Dy	4.14	4.10	4.36	4.10	5.16	4.29	4.27
Y	23.58	22.39	27.92	17.62	27.26	21.24	25.08
Ho	0.74	0.75	0.80	0.74	1.00	0.80	0.85
Er	1.99	1.93	2.03	2.01	2.64	2.11	2.25
Tm	0.26	0.27	0.28	0.27	0.37	0.32	0.28
Yb	1.93	1.64	1.65	1.71	2.35	1.88	2.09
Lu	0.30	0.24	0.24	0.25	0.35	0.28	0.30
V	193.52	202.43	201.71	169.19	149.50	160.60	177.36
Cr	328.71	317.96	355.98	281.71	230.69	270.27	331.97
Co	26.85	35.76	32.42	25.50	25.29	25.46	18.33
Ni	78.66	127.95	295.29	62.75	90.24	45.19	90.41
Cu	25.33	30.30	29.99	21.71	32.67	25.91	10.59
Zn	114.78	121.10	146.48	87.03	120.21	92.96	111.99
Ga	22.85	22.22	21.67	19.58	16.81	17.51	21.71
Mo	1.06	2.18	2.53	1.87	1.57	1.47	2.15
W	1.09	0.68	0.31	0.32	0.22	1.30	0.74

Примечание. * обозначены концентрации элементов образца, отобранного В.А. Петровым и В.В. Полуэктовым. Концентрации элементов остальных образцов любезно предоставлены А.П. Алешиным. Образец 6** окварцован.

Относительно низкомагнезиальные трахибазальты потоков 5 и 6 также нередко содержат в основной массе биотит и калиевый полевой шпат. Их составы образуют тренды от составов высокомагнезиальных трахибазальтов 3 и 4. С уменьшением магнезиальности трахибазальтов наблюдается увеличение концентраций Al_2O_3 , K_2O , Rb, Ba, Sr, REE, Y, уменьшаются концентрации CaO, Ni, Cr (рис. 4). По-видимому, эти изменения связаны с фракционированием из расплава оливина и клинопироксена.

На спайдер-диаграммах (рис. 5) составов базальтов и трахибазальтов фиксируются минимумы Nb, Ta, Ti, максимумы Pb и незначительные Sr. Но глубина Nb-Ta минимумов в базальтах значительно больше, чем в трахибазальтах. Спектры концентраций REE, нормированных к хондриту (рис. 5), показывают обогащение пород LREE и деплетирование HREE. Концентрации HREE значительно ниже их концентраций в N-MORB (Sun, McDonough, 1989). Отношение $(La/Yb)_{MN}$ в высокомагнезиальных базальтах 6-7, в высокомагнезиальных трахибазальтах 12-13 и

поднимается в низкомагнезиальных трахибазальтах до 16-18.

На диаграммах Nb-Zr-Y (De Paolo, Wasserburg, 1976) составы высокомагнезиальных базальтов попадают в область составов внутриплитных толеитов и базальтов островных дуг, высокомагнезиальных трахибазальтов попадают в области внутриплитных щелочных базальтов и внутриплитных толеитов. На диаграмме Hf-Th-Ta (Wood, 1980) все составы базальтов попадают в поля островных дуг, а составы трахибазальтов занимают позицию между полями составов базальтов островных дуг и внутриплитных щелочных базальтов.

Изотопный состав пород показывает, что базальтовые расплавы выплавлялись из источников мантии с $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 \text{--} -1.4$, $I_{Sr}(T) = 0.706\text{--}0.707$ (рис. 6). Мантийные источники базальтовых расплавов характеризуются величинами $Zr/Nb = 28\text{--}30$, $Nb/U = 4\text{--}5$, $Th/Ta = 11\text{--}15$. Трахибазальтовые расплавы выплавлялись из источников мантии с величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.5 до 3.4, $I_{Sr}(T)$ — от 0.7058 до 0.7065, отношениями $Zr/Nb = 14$, $Nb/U = 3\text{--}8$, $Th/Ta = 5$ (рис. 6).

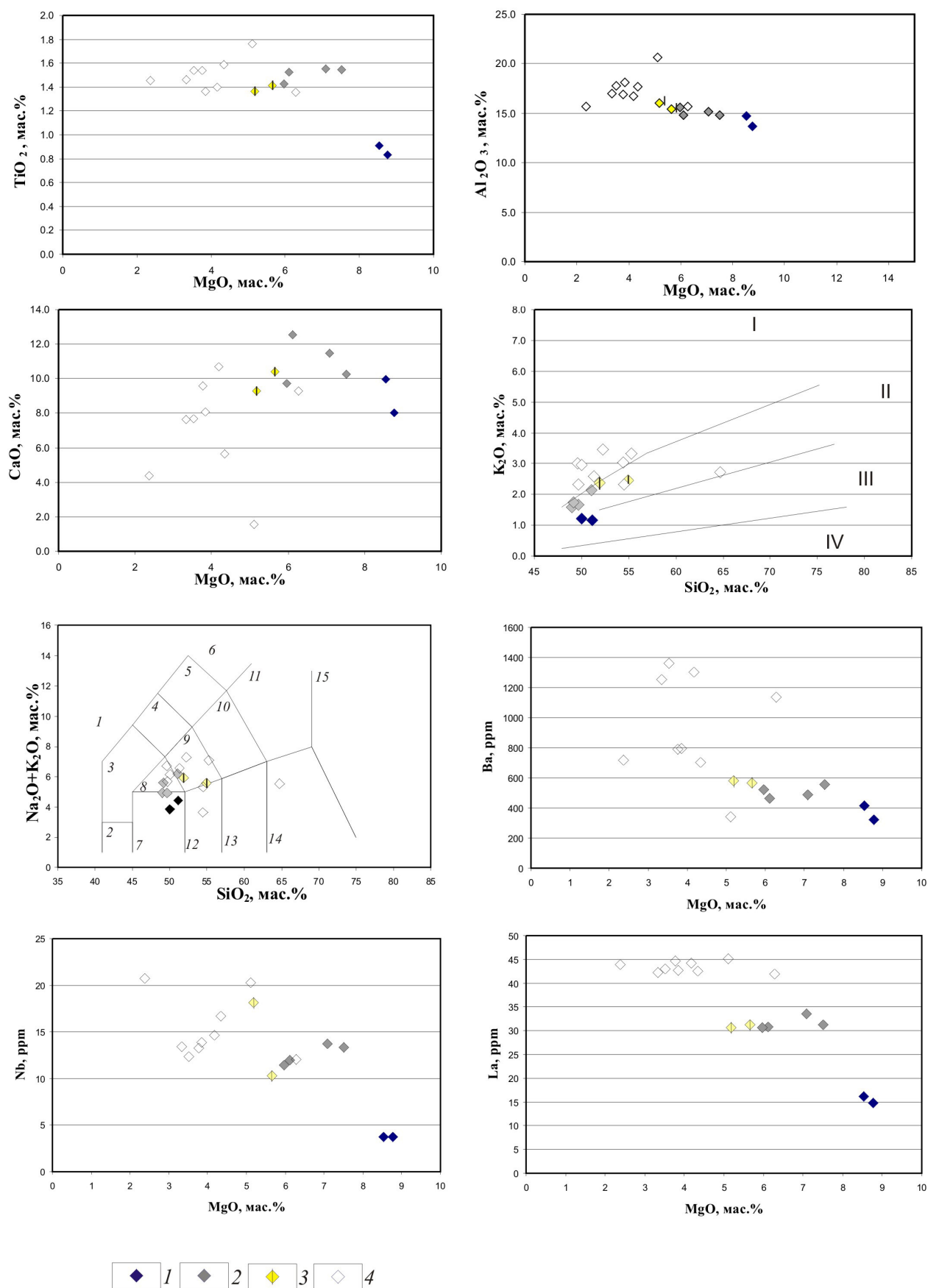
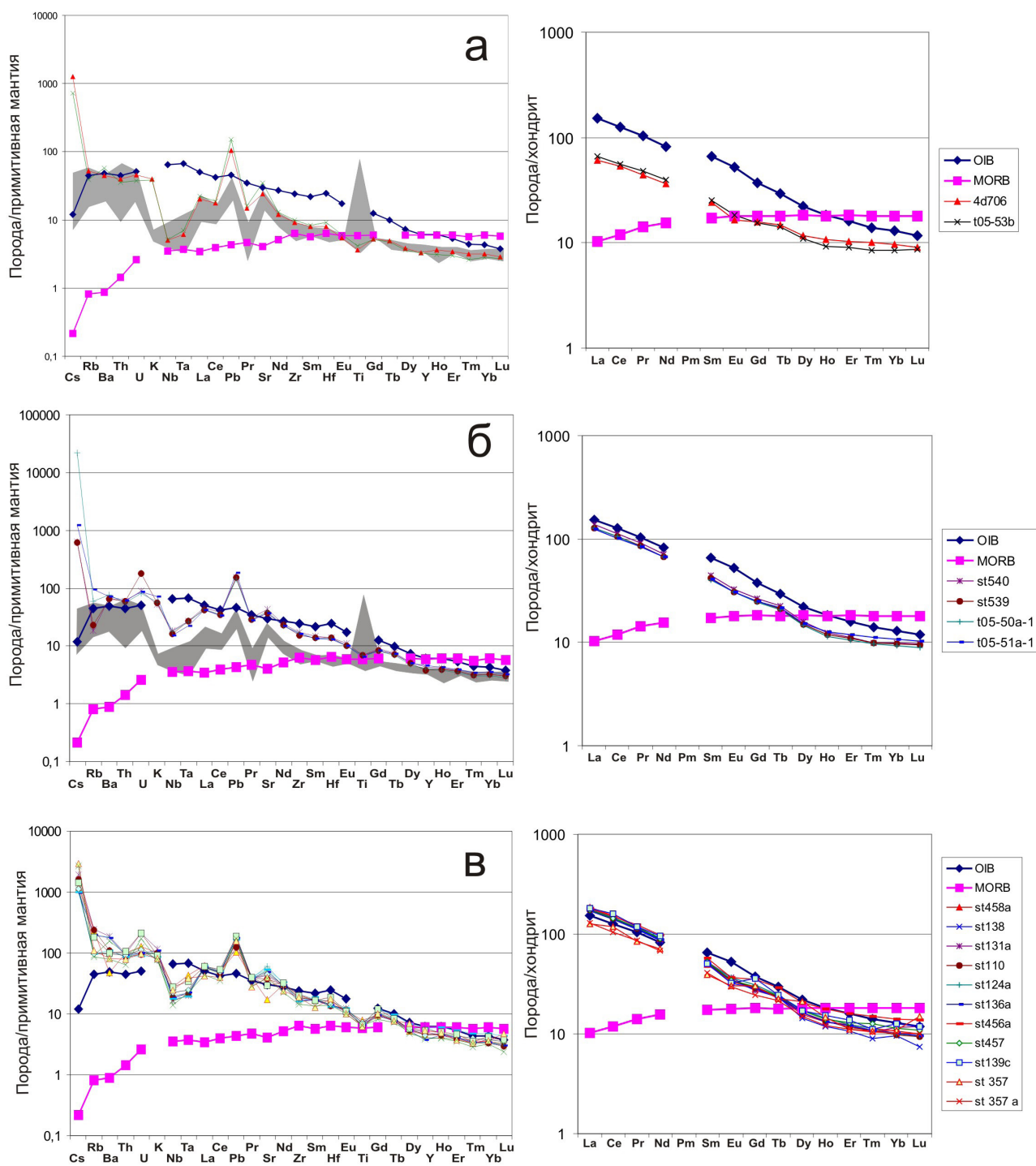


Рис. 4. Диаграммы Харкера составов пород Стрельцовой вулканической кальдеры: 1-4 — составы пород: 1 — высокомагнезиальные базальты (потоки 1 и 2); 2 — высокомагнезиальные трахибазальты (потоки 3 и 4); 3 — трахибазальты (поток 5); 4 — трахибазальты (поток 6).



1

Рис. 5. Концентрации элементов-примесей в породах Стрельцовской вулканической кальдеры: магнезиальные базальты (а); магнезиальные трахибазальты (б); трахибазальты (в). Концентрации элементов-примесей первичной мантии, N-MORB и OIB взяты из (Sun, McDonough, 1989). 1 — спектр составов высокомагнезиальных пород островных дуг с мощностью коры от 20 до 40 км (Малой Антильской, Каскад, Камчатки, Люзон) (Keleman et al., 2003).

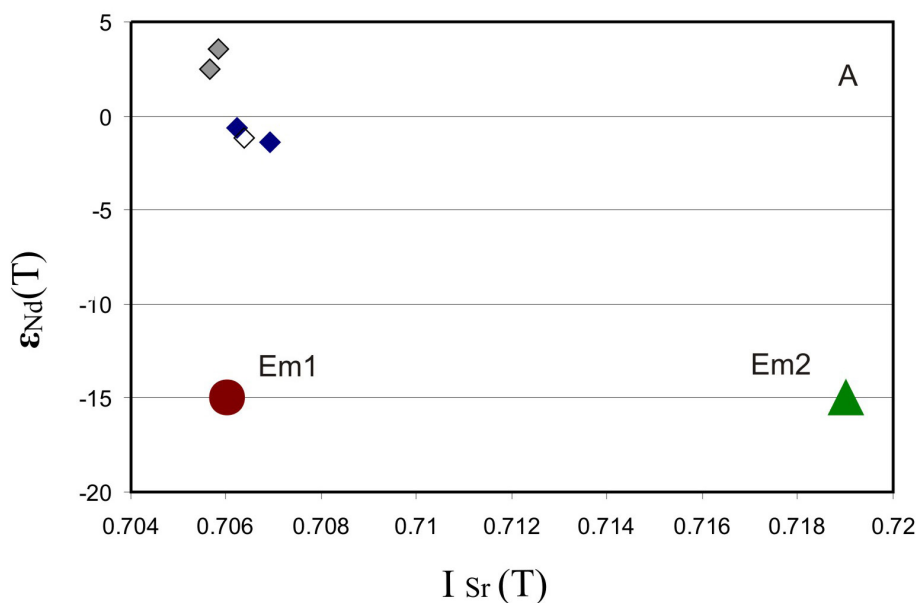


Рис. 6. Изотопный состав пород Стрельцовой вулканической кальдеры. Условные обозначения см. на рис. 3. Em1, Em2 — обогащенная мантия типов 1 и 2 (Zindler, Hart, 1986), соответственно.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

Как было показано в предыдущем разделе, базальты и трахибазальты Стрельцовой кальдеры обогащены LILE и LREE и деплетированы HFSE и HREE (надсубдукционный геохимический тип). Такие составы могут образовываться в надсубдукционных (Gill, 1981) или внутриплитных (Ярмолюк и др., 1995; 2007) геодинамических обстановках по разным причинам (Kelemen, 1993).

Трахибазальты по сравнению с базальтами более щелочные и содержат более высокие концентрации большинства элементов-примесей, включая HFSE. Обогащение трахибазальтовых расплавов элементами-примесями также могло произойти по нескольким причинам:

1. Трахибазальтовые расплавы могли образоваться при низкой степени плавления перидотитов. Отметим, что, судя по изотопному составу, базальтовые и трахибазальтовые расплавы Стрельцовой кальдеры выплавлялись из разных частей мантии.

2. Трахибазальтовые расплавы могли выплавиться из более обогащенных по концентрациям элементов источников мантии, чем источники, из которых выплавлялись базальтовые расплавы. Например, присутствие в источнике мантии флогопита в зависимости от степени плавления приведет к обогащению расплавов K, Nb, Ta, Ti. Для его формирования в мантии необходимо присутствие флюидов и обогащенных калием и HFSE расплавов. Возможно, когда-то области мантии, под Стрельцовой кальдерой были неравномерно проработаны метасоматическими процессами и обогащенными K_2O и HFSE расплавами. В более позднее время при активиза-

ции в мантии процессов плавления из проработанных флюидами и расплавами обогащенных частей мантии под Стрельцовой кальдерой выплавлялись трахибазальтовые расплавы, а из непроработанных — базальтовые.

3. Нельзя исключить, что расплавы были образованы в результате смешения базальтовых расплавов надсубдукционного типа и расплавов типа OIB или E-MORB. Этот вариант менее вероятен, так как в Стрельцовой кальдере и в прилегающих вулканических поясах не известны базальты типа OIB и E-MORB.

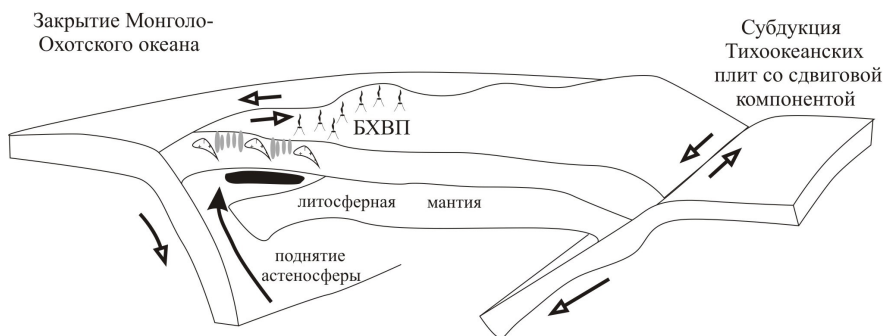
Данные абсолютного датирования пород Стрельцовой кальдеры показывают, что базальтовые и трахибазальтовые расплавы формировались одновременно на протяжении как минимум 20 млн. лет от 160 до 140 млн. лет.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

Главной особенностью магматизма Стрельцовой кальдеры является его синхронность с процессами растяжения в Китае и Монголии (Graham et al. 2001; Fan et al., 2003; Meng, 2003; Wang et al., 2002; Wang et al., 2006; Ying et al., 2010). Растяжение привело к образованию многочисленных мезозойских впадин, в которых также изливались базальтовые лавы (рис. 1). В Китае и Монголии вулканические породы мезозойского возраста выявлены в бассейнах Суньяо, Эрлян, Хайлар, Восточно-Гобийской впадине и других. Датирование пород методом Ar-Ar показало, что растяжение в бассейнах началось практически одновременно 155-158 млн. лет назад (Graham et

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

~160-140 млн. лет



~130-120 млн. лет

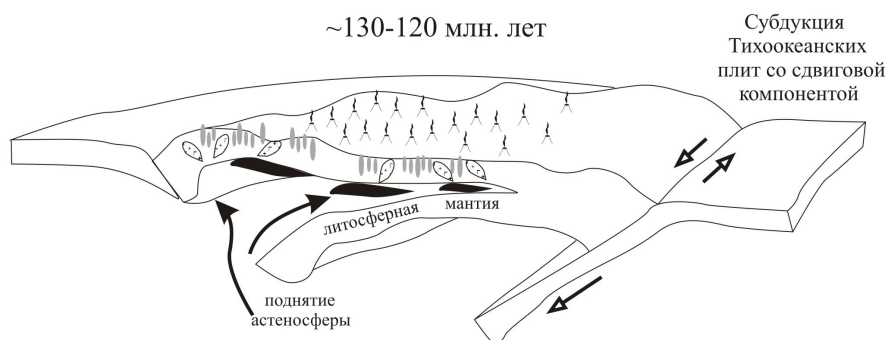


Рис. 7. Геодинамические реконструкции для Центральной Азии и северо-восточного Китая: 1 — проявления вулканизма; 2 — проявления интрузивного (а) и субвулканического (б) магматизма; 3 — андерплейтинг (отслаивание литосферной мантии и внедрение астеносферы); 4 — перемещения геологических блоков.

al. 2001; Meng, 2003; Wang et al., 2002; Wang et al., 2006), то есть синхронно с началом магматизма Большехинганского вулканического пояса и Стрельцовой кальдеры. Базальты впадин обогащены LILE и LREE и деплетированы Nb и Ta (Fan et al., 2003). Вулканические породы характеризуются близкими величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.78 - +1.26$ и $I_{Sr}(T) = 0.704-0.706$. Вулканизм сопровождался образованием гранитоидов щелочного и агпаитового типа. Их изотопный состав характеризуется $\varepsilon_{Nd}(T)$ около +2 и $I_{Sr}(T)$ — около 0.705 (Wang et al., 2006). Таким образом, очевидно, что время формирования и изотопно-геохимические характеристики магматических пород впадин растяжения, Большехинганского пояса и Стрельцовой кальдеры очень близки.

В работе (Ярмолюк и др., 1995) растяжение связывается с действием мантийного плюма. В работах (Meng et al., 2003; Wang et al., 2006) эта гипотеза подвергается сомнению в связи с тем, что среди мантийных пород отсутствует тип OIB, к тому же растяжение диффузного типа, а не купольное, характерное для плюмов.

В китайской научной литературе наиболее популярной в настоящее время является гипотеза,

предполагающая, что процессы растяжения связаны с деформациями литосферы Центрально-Азиатского пояса и Китая при левосдвиговых перемещениях в зоне конвергенции Тихоокеанских плит и при закрытии Монголо-Охотского океана (рис. 7), деламинацией литосферной мантии и внедрением астеносферного вещества.

Кроме того, Стрельцовская кальдера расположена в 80 км от фронта Агинской зоны (рис. 1). По данным (Руженцев, Некрасов, 2009) палеозойские-раннемезозойские аллохтонные массы Агинской зоны были надвинуты с запада на геологические комплексы Аргунского блока в средней-поздней юре. Поэтому на формирование магматических пород кальдеры могли влиять завершающиеся надсубдукционные, коллизионные и постколлизионные процессы.

МАНТИЙНЫЕ ДОМЕНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И КИТАЯ

Все магматические породы Стрельцовой кальдеры, Большехинганского пояса, Восточного Китая, Южной Монголии, образованные из расплавов мантийного генезиса, имеют близкие

изотопные и геохимические характеристики. Все они характеризуются обогащенным изотопным составом, обогащены LILE, LREE и деплетированы HFSE (данная работа, Сорокин и др., 2004, 2010; Ярмолюк и др., 2007; Fan et al., 2003; Meng, 2003; Wang et al., 2006; Ying et al., 2010 и другие). Мантийные области перечисленных выше районов могут быть объединены в единый домен, который отличается по изотопному и геохимическому составу от других мантийных доменов, выделенных на территории Китая (Zang et al., 2004) (рис. 1, 8). Еще одним свойством верхней мантии перечисленных районов, по-видимому, является обогащение фтором. В Восточной Монголии, Восточном Забайкалье, Большом Хингане широко распространены скопления и иногда месторождения флюорита. Фтором обогащены практически все породы Стрельцовой кальдеры. С мантийным фтором, вероятно, связано и формирование рудоносных Li-F гранитов, распространенных в Монголии и Забайкалье и описанных в работах (Абушевич, Сырица, 2007; Коваленко и др., 1999).

Новые изотопно-геохимические данные по юрско-меловым вулканическим породам Стрельцовой кальдеры позволили установить существование нескольких источников расплавов, из которых были образованы магматические породы кальдеры. Мантийные расплавы (базальтовые и трахибазальтовые) выплавлялись из гранатовых лерцолитов мантии характеризующихся $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 - 3.4$, $I_{Sr}(T) = 0.7056-0.707$, $Zr/Nb = 14-30$, $Nb/U = 4-8$, $Th/Ta = 5-15$.

Магматизм Стрельцовой кальдеры начался 160 млн. лет назад. По-видимому, он был генетически связан с началом процессов растяжения в Китае и Монголии. В это время также нельзя исключать влияние субдукции под северо-западную часть Аргунского блока со стороны Монголо-Охотского океана и орогенных процессов при его закрытии.

Мантийные источники, из которых были выплавлены магмы, образовавшие породы Стрельцовой кальдеры, Большехинганского

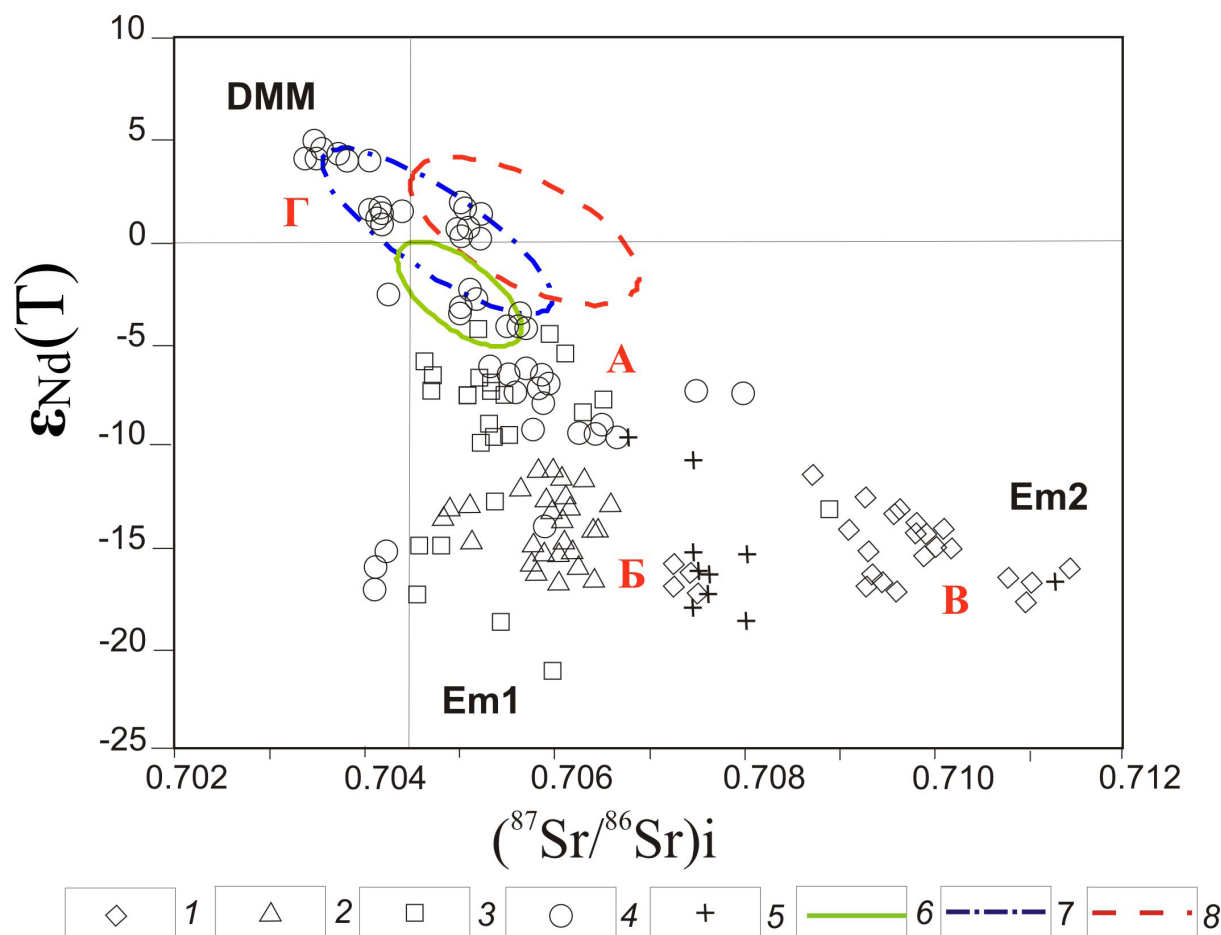


Рис. 8. Изотопные составы мантийных доменов Центральной Азии и Китая: 1 — базальты из района Люк-си-Ядонг, 2 — габбро из района Тайханшан, 3 — габбро из района Люзонг, 4 — базальты с северной окраины Северо-Китайского кратона, 5 — габбро-пироксениты из района Северный Даби (Zhang et al., 2004); 6–8 — области изотопных составов пород: Западно-Забайкальского пояса (Воронцов, Ярмолюк, 2007), Южно-Хангайского (Ярмолюк и др., 2007), Стрельцовой кальдеры (данная работа). Мантийные домены (Zhang et al., 2004) см. рис. 1.

пояса, Восточного Китая, Южной Монголии, имеют близкие изотопные и геохимические характеристики и могут быть объединены в единый мантийный домен.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-12030), программы Президиума РАН № 4 и ОНЗ РАН № 2.

Список литературы

- Абушевич В.С., Сырицо Л.Ф.* изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангайского рудного узла в восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.
- Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л.* Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового стрельцовского рудного поля: новые минералогические и физико-химические данные // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 5. С. 446-470.
- Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др.* Эволюция мезозойского магматизма и рудно-метасоматических процессов в юго-восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 115-130.
- Андреева О.В., Головин В.А., Петров В.А.* Около-рудная аргиллизация и урановое оруденение северо-западной части Стрельцовской кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 36-52.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3-28.
- Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Ф.И. Вольфсона. М.: Недра, 1978. 446 С.
- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. и др.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553-571.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др.* Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li-F-гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401-429.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В.* Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений. 1992. № 2. С. 3-18.
- Парфенов Л.М., Попека Л.И., Томуртогов О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24-43.
- Петров В.А., Полуэктов В.В., Лесинас М. и др.* Сейсмодетформации и урановое рудообразование в разломных зонах (на примере Стрельцовского рудного поля) // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. М.: ИГЕМ РАН, 2009. С. 308-311.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В.* Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 95-117.
- Полуэктов В.В., Петров В.А., Андреева О.В. и др.* Метаморфические, гидротермально-метасоматические и деформационные преобразования пород фундамента западной части Стрельцовского урановорудного поля // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 293-294.
- Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны // Геотектоника. 2009. № 1. С. 1-20.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. и др.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 36-52.
- Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др.* Изотопно-геохимические (Sr, Nd)-особенности и источники мезозойских магматических ассоциаций Умлекано-Огоджинского пояса (Приамурье) // ДАН. 2010. Т. 435. № 5. С. 677-682.
- Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н. и др.* U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 360-364.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н.* Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье — крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924-937.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция центральной — восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41-67.
- Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3-31.

- De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // *Geophys. Res. Lett.* 1976. V. 3. P. 743-746.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. N.-Y.: Springer, 1981. 390 p.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249-265.
- Graham S.A., Hendrix M.S., Johnson C.L. et al.* Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southern Mongolia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001. V. 113. P. 1560-1579.
- Fan W.-M., Guo F., Wang Y. J et al.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2003. V. 121. P. 115-135.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137-150.
- Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry on subduction-related magmatic arc, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 593-659.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T.* Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters.* 1993. V. 120. P. 111-134.
- Kuno H.* Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs // *Bull. Volcanon.* 1966. V. 29. P. 195-222.
- Meng Q.-R.* What drove late Mesozoic extension of the northern China—Mongolia tract? // *Tectonophysics.* 2003. V. 369. P. 155-174.
- Pecerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamuonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63-81.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. V. 42. P. 313-345.
- Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-C. et al.* Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // *Earth and Planetary Science Letters.* 2006. V. 251. P. 179-198.
- Wang P., Liu W., Wang S. et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics // *Int. J. Earth Sci.* 2002. V. 91. P. 331-340.
- Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11-30.
- Ying J.-F., Zhou X.-H., Zhang L.-C. et al.* Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing'an Range and their tectonic implications // *Int. J. Earth. Sci.* 2010. V. 99. P. 357-378.
- Zang H.-F., Sun M., Zou M. et al.* Highly heterogeneous Late Mesozoic lithospheric mantle beneath the North China Craton: evidence from Sr-Nd-Pb isotopic systematics of mafic igneous rocks // *Geol. Mag.* 2004. V. 141. № 1, P. 55-62.
- Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493-571.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
**GEODYNAMIC POSITION OF THE MESOZOIC MANTLE ROCKS
IN STRELTSOVKAYA CALDERA (EASTERN TRANSBAIKALIA),
MANTLE DOMAINS IN CENTRAL ASIA AND CHINA**

D.V. Kovalenko, V.A. Petrov, V.V. Poluektov, O.A. Ageyeva

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
Russian Academy of Sciences*

New isotope-geochemical data for Jurassic-Cretaceous volcanic rocks from Streltsovskaya caldera allowed us to reveal the existence of several sources of the melts from which caldera igneous rocks were formed. Mantle melts (basalts and trachybasalts) were melted from mantle garnet lherzolites characterized by $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -0.9 - 3.4$, $I_{\text{Sr}}(\text{T}) = 0.7056-0.707$, $\text{Zr/Nb} = 14-30$, $\text{Nb/U} = 4-8$, $\text{Th/Ta} = 5-15$. The Streltsovskaya caldera magmatism began 160 million years ago. Apparently, it was genetically related to the onset of stretching in China and Mongolia. The mantle region from which were melted the late Jurassic-early Cretaceous melts in the Streltsov caldera, Bolshoj Khingan belt, Eastern China, southern Mongolia by isotope-geochemical characteristics can be combined into a single domain that differs from other mantle domains in China.

Keywords: mantle sources, isotopic and geochemical composition, melts, stretching.